

岩体中不连续面网络的 概率统计模型及其应用综述

潘 别 桐

(武汉地质学院)

一、引 言

岩体作为一种力学介质,其习性完全受其不连续面网络发育特征所控制,它严重地影响着岩体的强度、变形和渗透特性。在核废料处理洞室、地下热能提取、坝基和边坡等岩体工程设计中,岩体不连续面网络发育特征的研究占有重要地位。

目前在工程岩石力学中,对岩体不连续面习性研究有两种途径:定量法和统计法。

Goodman (1968)、Burman (1972)和Cundall (1971)等人曾采用定量方法研究不连续面在荷载作用下的力学习性。定量方法又分物理模型和数值模拟两类。物理模型方法,对于研究荷载作用下不连续面产生的法向和滑动变形以及剪切强度等物理习性,有突出的优点;缺点是不能客观地反映不连续面网络综合力学效应和尺寸效应。数值模拟是用数学表达式模拟荷载作用下,岩体中不连续面网络的总体效应,但不能反映节理参数(诸如节理频率、间距、延伸长度等)的多变性。改进这些方法的基本途径是搞清表达不连续面参数的统计学特征。这就是岩石力学中研究不连续面网络统计学方法的背景。Priest、Hudson (1976, 1981)、Warburton (1980)、La Pointe和Hudson (1981)、Barton (1978)以及Baecher和Lanney (1978, 1977)等人利用描述不连续面的频率、间距和迹线长度等参数的概率密度函数类型,提出了研究岩体中不连续面发育特征的统计学方法。本文将介绍这种概率统计方法及其应用。

二、不连续面参数的统计分析

在研究岩体不连续面网络的分布特征时,人们不可能去测量岩体中每一条不连续面,而只能测量人工或天然岩体露头点上的不连续面,然后根据测量数据来推知整个岩体中不连续面网络的分布情况。进行这种预测分析,首先将一些点的测量数据,推知不连续面间距、频率和迹线长度等参数的概率分布规律,建立不连续面网络的分布形式。

(一) 不连续面间距及其概率分布函数

不连续面间距定义为沿岩体表面或内部某一测线方向上所测得的两相邻不连续面之间的距离,以符号 x 表示。所以间距是随测线方位和位置的变化而变化的。对于平行发育的不连续面而言,其间距仅取决于测线方位。

不连续面间距常用其平均值来表示, 即

$$x = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \quad (1)$$

式中 x_i 是沿测线测得的 n 个间距中第 i 个间距值。

已有研究表明: 不连续面间距的概率密度分布曲线为对数-正态或负指数形式。

(二) 不连续面频率及概率分布

不连续面频率(密度)定义为单位长度测线所遇到的不连续面数目, 以 λ 表示。实际应用常以平均频率 $\bar{\lambda}$ (等于平均间距 x 的倒数) 来表示, 即

$$\bar{\lambda} = \frac{1}{x} = n/X \quad (2)$$

式中 X 为测线长度, n 是在长度 X 测线上所测得的不连续面数目。

在一给定岩体条件下, 通过岩体的测线方向由 0° 变至 360° 时, 则在所得一系列不同方位测线上所求得的频率中, 必定有一个方向的频率最大, 一个方向上的频率最小。最大和最小频率值之比定义为不连续面频率的各向异性比。

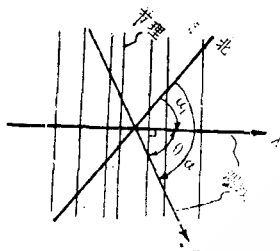


图 1

如图 1, 岩体中有一组互相平行的不连续面, 垂直于该不连续面走向的测线方位角为 α_1 , 平均频率为 λ_1 。另一条不连续面走向斜交于测线, 其方位角为 α , 平均频率为 λ_s , 则

$$\lambda_s = \lambda_1 |\cos(\alpha - \alpha_1)| \quad (3)$$

或

$$\lambda_s = \lambda_1 \cos \theta_1 \quad -90^\circ \leq \theta_1 \leq 90^\circ \quad (4)$$

若岩体中有 N 组不连续面, 则其总频率为:

$$\lambda_c = \sum_{i=1}^N \lambda_i \cos \theta_i \quad -90^\circ \leq \theta_i \leq 90^\circ. \quad (5)$$

式中 $\theta_i = \alpha - \alpha_i$, λ_i 为垂直第 i 组不连续面方向上的平均频率。

图 2 所示三维条件下测线位置, 可用其方位角 α 和伏角 β 的方向余弦来定义。图中 OD 测线之方向余弦为:

$$\left. \begin{aligned} l_x &= \sin \alpha \cos \beta \\ l_y &= \cos \alpha \cos \beta \\ l_z &= \sin \beta \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

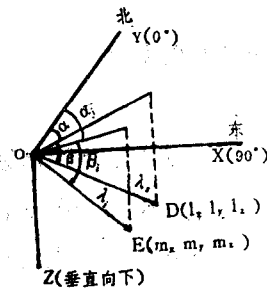


图 2

而测线 OE 的方向余弦为:

$$\left. \begin{aligned} m_x &= \sin\alpha_i \cos\beta_i \\ m_y &= \cos\alpha_i \cos\beta_i \\ m_z &= \sin\beta_i \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

两测线夹角 θ_i 的余弦为:

$$\cos\theta_i = l_x m_x + l_y m_y + l_z m_z \quad (8)$$

若岩体中发育有 N 组不连续面, 则 OD 测线方向的总平均频率 λ_s 为:

$$\begin{aligned} \lambda_s &= \sum_{i=1}^N \lambda_i \cos\theta_i \\ &= \sum_{i=1}^N \lambda_i \sin\alpha_i \cos\beta_i \sin\alpha_i \cos\beta_i + \sum_{i=1}^N \lambda_i \cos\alpha_i \cos\beta_i \cos\alpha_i \cos\beta_i \\ &\quad + \sum_{i=1}^N \lambda_i \sin\beta_i \sin\beta_i \\ &= a \sin\alpha \cos\beta + b \cos\alpha \cos\beta + c \sin\beta \end{aligned} \quad (9)$$

式中 $a = \sum_{i=1}^N \lambda_i \sin\alpha_i \cos\beta_i$

$$b = \sum_{i=1}^N \lambda_i \cos\alpha_i \cos\beta_i$$

$$c = \sum_{i=1}^N \lambda_i \sin\beta_i$$

对于一定实测岩体而言, a 、 b 、 c 均为常数。

为求最大频率方向线位置, 即角 α_{\max} 和 β_{\max} , 可对式(9)中的 α 和 β 分别求偏微分, 并令其等于0, 可得:

$$\alpha_{\max} = \arctg(a/b) \quad (10)$$

$$\beta_{\max} = \arctg(c/\sqrt{a^2+b^2}) \quad (11)$$

而最大频率为:

$$\lambda_{S_{\max}} = \sqrt{a^2 + b^2 + c^2} \quad (12)$$

(三) 不连续面迹线长度及概率分布

不连续面迹线定义为不连续面与岩体露头面的交线。它是不连续面延展性的标志。

不连续面迹线长度是在岩体露头上布置测线, 测得与测线相交切的不连续面迹线的延伸长度。但由于露头范围限制, 仅能测到这些迹线的部分长度, 延伸长的迹线则易被测到。因此, 根据实测值求其概率, 往往成果偏大。为克服此问题, 在调查中, 常测量

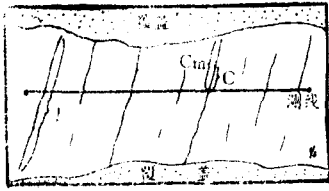


图 3

半迹线长度和删节半迹线长度。

半迹线长度定义为测线与不连续面迹线交点至迹线终点之距离。删节半迹线长度定义为测线与不连续面迹线交点至某一固定距离 c 之长度。这固定距离 c 是小于半迹线长度 c_m (图 3 所示)。在确定不连续面迹线长度时首先确定删节半迹线长度, 根据删节半迹线长度求出半

迹线长度, 然后由半迹线长度求出全迹线长度。

1. 实际迹线长度的测量偏差

不连续面迹线测量目的是求其真正的实际长度 (即迹线长度的真值)。严格地说, 这种迹线长度的真值是无法测得的, 所测得的只是其近似值。因此, 必须找出给定条件下所测得的迹线长度与其真值之间的关系, 从而在一组实测长度值中确定一最佳值, 以最佳值来代表拟测定的迹线长度值。为了确定实测迹线长度中的最佳值, 就要研究一组实测长度值中, 各实测值出现的概率分布情况。

设 $f(l)$ 为实测迹线长度出现的概率密度 (或频率), $F(l)$ 为实测迹线长度的累积概率密度。如果相对于一组互相平行的不连续面迹线任意布置一条测线, 则测线交切迹线的概率与不连续面迹线长度 l 成正比。因此, 测线交切不连续面迹线长度范围为 l 至 $l+dl$ 的概率 $P(l)$ 为:

$$P(l) = Klf(l) dl \quad (13)$$

式中 K 为常数。测线交切不连续面迹线的概率密度 $g(l)$ 为:

$$g(l) = Klf(l) \quad (l > 0) \quad (14)$$

则位于 l 与 $l+dl$ 之间的任一迹线长度 l 与测线交切的概率为 $g(l) dl$ 。因此, 若将所有的可能值的 $f(l) dl$ 相加必等于 1, 即

$$\int_0^{\infty} g(l) dl = 1$$

或

$$K \int_0^{\infty} lf(l) dl = 1 \quad (15)$$

又因为

$$\int_0^{\infty} lf(l) dl = \bar{l} = \frac{1}{\mu} \quad (16)$$

式中 \bar{l} 为平均迹线长度, μ 为平均迹线长度端点的频率。

由式 (15) 和 (16) 得:

$$K = \mu \quad (17)$$

因此有:

$$g(l) = \mu lf(l) \quad (18)$$

由式 (18) 可知, 当 l 较长时, 将使得与测线交切的概率度较高。因此, 由交切测线测出

的那些迹线长度的平均值 $1/\mu_g$ 将大于实际迹线长度的平均值 $\bar{l} = \frac{1}{\mu}$ 。两者的关系为：

$$\frac{1}{\mu_g} = \frac{1}{\mu} + \sigma^2 \mu \quad (19)$$

式中 $\mu_g = \frac{1}{l_g}$ 为实测迹线平均长度端点的频率， l_g 为实测迹线平均长度。 μ 为实际平均迹线端点的频率； σ^2 为 $f(l)$ 的第二动差。

2. 半迹线长度及交切测线的概率

设不连续面迹线长度交切测线的概率密度为 $g(l)$ ，其累积概率密度为 $G(l)$ ，半迹线长度交切测线的概率密度为 $h(l)$ 。

现有一组长度为 m 的迹线，其交切测线的概率密度为 $g(m)$ ，那么迹线长度在 m 至 $m+dm$ 范围内，交切测线的概率为 $g(m)dm$ 。由于测线与此组迹线交切是随机的，那么半迹线长度在 0 至 m 范围内的概率呈均匀分布，其值为 $1/m$ 。若半迹线长度为 l ，那么 l 至 $l+dl$ 范围内半迹线交切测线之概率为 $(1/m)dl$ 。因此，迹线长度为 m 至 $m+dm$ ，半迹线长度为 l 至 $l+dl$ 的迹线交切测线的概率 $P(m, l)$ 为：

$$P(m, l) = g(m) dm (1/m) dl \quad (20)$$

为了求出 l 至 $l+dl$ 范围内半迹线交切测线的概率 $P(l)$ ，需对 m 值求 $P(m, l)$ 之和，当 $m < l$ 时， $P(m, l) = 0$ ，则

$$P(l) = \int_l^{\infty} g(m) dm (1/m) dl \quad (21)$$

$$h(l) = \frac{P(l)}{dl} = \int_l^{\infty} g(m) (1/m) dm \quad (22)$$

按式(18)有：

$$g(m) = \mu m f(m)$$

代入式(22)得：

$$h(l) = \mu \int_l^{\infty} f(m) dm \quad (23)$$

或

$$h(l) = \mu [1 - F(l)] \quad (24)$$

式(23)给出了半迹线交切测线的概率密度分布。Hudson和Priest等人证明，当 $f(l)$ 为负指数形式时， $h(l) = f(l)$ ，即迹线交切测线之概率等于半迹线交切测线的概率。

$h(l)$ 的平均值 $\frac{1}{\mu_h}$ 为：

$$\frac{1}{\mu_h} = \int_0^{\infty} \mu l [1 - F(l)] dl = \frac{1}{2\mu_g} \quad (25)$$

或

$$\mu_h = 2\mu_g \quad (26)$$

式(26)表明了用实测半迹线长度求全迹线长度的可能性。

3. 删节半迹线交切测线之概率

虽然可以通过实测半迹线长度来求迹线长度,但在野外实测中,有时恰只能测到部分半迹线长度 c_m ,而且在不同测点上,测到的 c_m 值也不相同。因此,需要把半迹线长度删节为某一固定值 c ($c < c_m$),然后根据测得 c 值与测线交切之概率来反求迹线的平均长度。

设删节半迹线交切测线之概率密度为 $i(l)$ 。当 $l < c$ 时, $i(l) = 0$ 。由于所测岩体的迹线网络是一定的,因此 $i(l)$ 与 $h(l)$ 成比例,即:

$$\frac{h(l)}{i(l)} = \int_0^c h(l) dl = H(c) \quad (27)$$

删节半迹线交切测线的概率密度平均值 $\frac{1}{\mu_i}$ 为:

$$1/\mu_i = \int_0^c lh(l) dl / H(c) \quad (28)$$

式中 $h(l) = \mu [1 - F(l)]$

当 $f(l)$ 为负指数分布时,

$$1/\mu_i = (1/\mu) - \frac{(ce^{-\mu c})}{(1 - e^{-\mu c})} \quad (29)$$

由(29)式可知,当 $c \rightarrow \infty$ 时, $\mu_i \rightarrow \mu_k = 2\mu_k = \mu$ 。

当 $f(l)$ 为均匀分布时,

$$1/\mu_i = \frac{2c(3 - \mu c)}{3(4 - \mu c)} \quad (30)$$

由式(30)可知,当 $c \rightarrow 2/\mu$ 时, $\mu_i = \mu_k = 2\mu_k = 3\mu/2$ 。

4. 根据删节半迹线长度求平均迹线长度

由上述可知,长度小于 c 的半迹线交切测线之概率为 $H(c)$ 。在测量数据很多的条件下, $H(c)$ 可用 r/n 来计算(r 为长度小于 c 的迹线条数, n 为测得的迹线总条数)。当 $h(l)$ 为负指数分布时,

$$r/n = 1 - e^{-\mu c} \quad (31)$$

当 $f(l)$ 为均匀分布时,则

$$h(l) = \mu(1 - \mu l/2) \quad (32)$$

或

$$H(l) = \mu l(1 - \mu l/4) \quad (33)$$

因此,由

$$\frac{n-r}{n} = 1 - \frac{r}{n} = 1 - H(c) = 1 - \mu c \left(1 - \frac{\mu c}{4}\right) = \left(1 - \frac{\mu c}{2}\right)^2$$

可求得:

$$\mu = \frac{1 \pm \sqrt{(n-r)/n}}{c/2} \quad (34)$$

当 $r \rightarrow 0$ 时, $\mu \rightarrow 0$, 所以式(34)应取负号。

三、岩体中不连续面网络模拟

在岩体不连续面网络调查中, 不可能测出其所有的不连续面, 仅能测量岩体中几个点上的不连续面参数。因此, 重要的问题是如何根据有限的的数据去推知整个岩体中不连续面网络情况, 这就是网络计算机模拟问题。

(一) 任意数的发生方法

由于在不连续面参数的测量和统计分析中, 假定不连续面发育程度是一随机事件, 为了模拟这种随机过程, 必须按照实际分布类型建立一随机变量的合适顺序, 即要选择合适的任意数产生方法。目前, 产生任意数方法有两种: 计算机程序方法和计算机中加入任意数发生器方法。

计算机程序方法是应用一些重复的数学关系, 编写产生任意数的程序。其优点是可靠、简单, 缺点是产生的任意数是周期性的, 故不好估计其统计性质, 而使成果发生偏差。

调用计算机中任意数发生器是一种可靠而快速方法。任意数发生器是把一些任意的物理过程转换成波动输出电压, 而波动电压产生脉冲信号, 最后把脉冲信号变为任意数的二进制代码的一种装置。

(二) 不连续面几何参数的相互关系

用实测不连续面间距、频率、迹线长度推断不连续面网络形式, 应确立各参数间的相互关系。

设 N 为单位面积内不连续面的形心数, μ 为迹线端点之平均频率, λ 为不连续面平均频率(密度), \bar{l} 为迹线平均长度, 那么迹线越长, 与测线交切的概率越大, 则间距越小。因有:

$$\bar{l} \propto \frac{1}{x} \quad (35)$$

因为 $1/x = \lambda$, $1/\bar{l} = \mu$, 代入式(35)得:

$$\lambda \mu = \text{常数} \quad (36)$$

当平均迹线长度 \bar{l} 固定时, 随机分布的结构面形心越多, 则与测线交切的迹线条数越多, 间距越小; 反之亦然。因此

$$N = \frac{1}{x} \quad (37)$$

而 $\lambda/N = \text{常数} \quad (38)$

由式(38)和式(36)可知, λ 与 N 成正比, 而与 μ 成反比, 故可得:

$$\lambda = N/\mu \quad (39)$$

对于随机方位的不连续面而言，单位面积内平均迹线总长度 L 为：

$$L = \pi\lambda / 2$$

由 μ 的定义可知， $\mu = N/L$ ，因此

$$\lambda = 2N / \pi\mu \tag{40}$$

式(40)适用于随机方位情况，而式(39)适用于平行发育的不连续面情况。

(三) 模拟不连续面网络的计算机程序 (DICHA)

J. A. Samaiego (1980) 编制了模拟不连续面网络的计算机程序。此程序可用图形或数值形式产生不连续面网络。

在编制此程序时假定：在平面条件下，不连续面是平直的，故可用直线来表示不连续面。不连续面的倾向用其方位角表示，且不分真倾角或视倾角；是均匀或随机分布。不连续面的方位角是以其平均值和标准差来表示，标准差为正态分布，并由 0° 至 180° 反

时针方向测定。不连续面迹线长度服从均匀、对数-正态或负指数分布。每组不连续面数目由其频率，即单位面积形心数(N)来定义。此程序最多能分析10条测线数据，每条测线方位是任意的，但其端点应在研究域的边界上。

图4为该程序的流程图。输入数据为：不连续面组数 n ，正交于第 i 组不连续面测线的倾向方位 α_i 和伏角 β_i ，平均频率 λ_i ，平均长度 $1/\mu_i$ ，与不连续面方位、间距、迹线长度有关的概率分布函数及有关参数。输出数据为：不连续面迹线端点及其与测线交点的坐标，迹线长度、半迹线长度和删节半迹线长度的概率分布和平均值，迹线端点的平均频率 μ ，每组不连续面方位、间距、频率的概率分布及平均值。

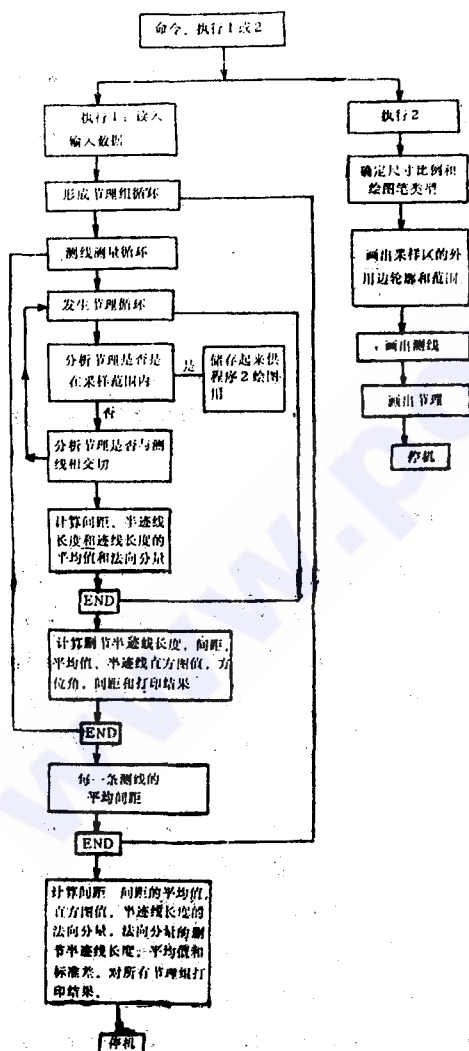


图4 DICHA 程序流程图

四、在实际工作中应用

岩体不连续面网络的概率统计模型是岩体中进行工程设计和处理的基础资料，因此在实际工作中有广泛的用途。

(一) 估计岩体质量指标

岩体质量指标 RQD 定义为长度大于0.1米岩块的总长度占测线长度的百分数。因此可以通过建立 RQD 与不连续面频率之间的关系估算岩体质量。Hudson和 Priest 导出在频率

为负指数分布时RQD与频率的关系式:

$$RQD = 100^{-0.1\lambda} (0.1\lambda + 1) \quad (41)$$

并提出, 当 $6 < \lambda < 16$ 时, 式(41)可用下式近似:

$$RQD = 110.4 - 3.68\lambda \quad (42)$$

可以看出, 式(42)与国际岩石力学协会提出的经验计算公式相似。

由式(42)可知, RQD亦为一随测量方向而变的指标。如应用式(10)、(11)和(12)还可求出最大RQD方位和数值。这些性质对于工程轴线方位的选择, 岩体加固设计、渗透性能的估计都有重要意义。

(二) 岩体强度的估算

1980年, Hoek和Brown提出了一个用于岩石和岩体的经验强度判据。这一判据是以破坏时峰值主应力或剪应力和正应力形式表示, 即

$$\sigma_1 = \sigma_3 + \sqrt{m \sigma_c \sigma_3 + s \sigma_c^2} \quad (43)$$

$$\text{或} \quad \tau = A \sigma_c (\sigma / \sigma_c - T)^B \quad (44)$$

式中 $T = \frac{1}{2} (m - \sqrt{m^2 + 4s})$

σ_c ——岩体中完整岩块的单轴抗压强度;

σ_1 、 σ_3 ——分别是岩体破坏时的最大和最小主应力;

τ 、 σ ——分别为岩体破坏时的剪应力和正应力;

m 、 s 、 A 、 B ——是与岩性和岩体结构类型有关的系数, 由表1给出。

由表1可知CSIR和NGI分类参数的确定都要采用RQD和不连续面间距等参数, 而这些参数的选用, 需要用不连续面网络概率统计模型。

(三) 岩体中不连续面网络的连通性和渗透性分析

在岩体裂隙水的调查中, 可发现裂隙水常呈带状分布。根据裂隙的含水特性可分为开启和非开启裂隙。所谓开启裂隙是那些与地表连通的裂隙。如果裂隙的上部(地表浅层)有一潜水含水层或地表储水体作为其补给源, 这种裂隙必定含水。非开启裂隙是那些不与地表水体相连通的、终止于岩体内部的裂隙。这种裂隙不含水, 也构不成渗透通道。这种开启性裂隙网络的通道可用概率结构模型来分析。

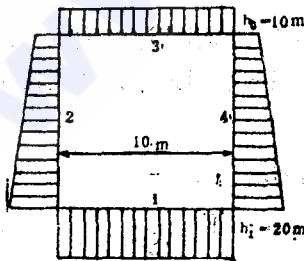


图5 网络的边界条件

具体作法是确定调查区的边界条件, 即划出一正方形面积。正方形的两对边作为地下水流入和流出边界, 而另外两对边为可渗边界, 并作用有常水头(图5)。

连通性分析的第一步是验证一级不连续面是属于直接连通面还是通过交切其它不连续面后再与边界连通。这可以通过对所有不连续面的搜索来完成。为了进行搜索, 给

表 1

经验破坏判据	具有很好结晶 劈理的碳酸盐 类岩石, 如白 云岩, 石灰岩 和大理岩等。	成岩的泥质岩 石, 如泥岩、 粉砂岩、页岩 和板岩(垂直 板理方向)等。	强烈结晶而晶 体解理不发育 的砂质岩石, 如砂岩和石英 岩等。	细粒状多矿物 结晶岩浆岩, 如安山岩、粗 玄岩、辉绿岩 和流纹岩等。	粗粒状复矿物结 晶岩浆岩和变质 岩, 如闪岩、辉 长岩, 花岗岩、 片麻岩、苏长岩、 石英闪长岩等。
$\sigma_1 = \sigma_3 + \sqrt{m\sigma_c\sigma_3 + S\sigma_c^2}$ $\tau = A\sigma_c(\sigma/\sigma_c - T)^B$ $T = \frac{1}{2}(m - \sqrt{m^2 + 4S})$					
完整岩样, 无节理, 尺寸大小与实验室试件相同。 CSIR:100 NGI :500	m=7.0 S=1.0 A=0.816 B=0.658 T=-0.140	m=10.0 S=1.0 A=0.918 B=0.677 T=-0.099	m=15.0 S=1.0 A=1.044 B=0.692 T=-0.067	m=17.0 S=1.0 A=1.086 B=0.696 T=-0.059	m=25.0 S=1.0 A=1.220 B=0.705 T=-0.040
质量很好岩体, 紧密镶嵌, 未扰动, 未风化, 节理间距为3米左右。 CSIR:85 NGI :100	m=3.5 S=0.1 A=0.651 B=0.679 T=-0.028	m=5.0 S=0.1 A=0.739 B=0.692 T=-0.020	m=7.5 S=0.1 A=0.848 B=0.702 T=-0.013	m=8.5 S=0.1 A=0.883 B=0.705 T=-0.012	m=12.5 S=0.1 A=0.998 B=0.712 T=-0.008
质量好的岩体, 岩块新鲜至轻微风化, 节理轻微扰动, 间距1—3米。 CSIR:65 NGI :10	m=0.7 S=0.004 A=0.369 B=0.669 T=-0.006	m=1.0 S=0.004 A=0.427 B=0.683 T=-0.004	m=1.5 S=0.004 A=0.501 B=0.695 T=-0.003	m=1.7 S=0.004 A=0.525 B=0.698 T=-0.002	m=2.5 S=0.004 A=0.603 B=0.707 T=-0.002
质量中等岩体, 发育有几组中等风化节理, 节理间距为0.3—1米。 CSIR:44 NGI :1.0	m=0.14 S=0.0001 A=0.198 B=0.662 T=-0.0007	m=0.20 S=0.0001 A=0.234 B=0.675 T=-0.0005	m=0.30 S=0.0001 A=0.280 B=0.688 T=-0.0003	m=0.34 S=0.0001 A=0.295 B=0.691 T=-0.0003	m=0.5 S=0.0001 A=0.346 B=0.700 T=-0.0005
质量坏的岩体, 发育充填泥或干净岩屑, 间距为30—500毫米的许多风化节理。 CSIR:23 NGI :0.1	m=0.04 S=0.00001 A=0.115 B=0.646 T=-0.0002	m=0.05 S=0.00001 A=0.129 B=0.655 T=-0.0002	m=0.08 S=0.00001 A=0.162 B=0.672 T=-0.0001	m=0.09 S=0.00001 A=0.172 B=0.676 T=-0.0001	m=0.13 S=0.00001 A=0.203 B=0.686 T=-0.0001
质量很坏岩体, 发育有许多严重风化节理, 节理面夹泥, 间距小于50毫米。 CSIR:3 NGI :0.01	m=0.007 S=0 A=0.042 B=0.534 T=0	m=0.010 S=0 A=0.050 B=0.539 T=0	m=0.015 S=0 A=0.061 B=0.546 T=0	m=0.017 S=0 A=0.065 B=0.548 T=0	m=0.025 S=0 A=0.078 B=0.556 T=0

(据E. Hoek和E. T. Brown)

所有不连续面设一标号, 然后找出相交切的不连续面。没有交切点的不连续面将自动排

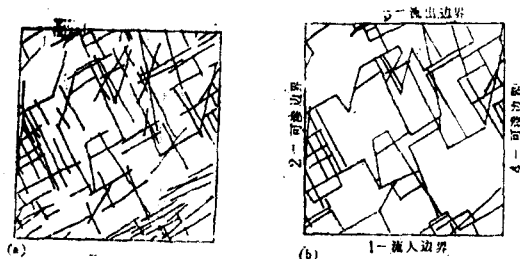


图6 不连续面交切点搜索顺序和距离计算图

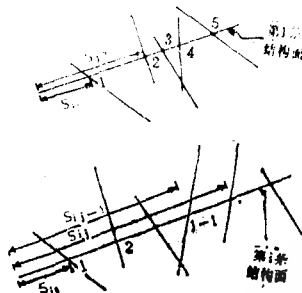


图7 连通性分析

(a) 不连续面网络

(b) 连通不连续面网络

除: 有一“死端点”的不连续面也会自动排除。然后计算如图6所示的第*i*条不连续面端点与所交切的其它不连续交点的距离 $[S_i]$, 此距离定义为渗透途径。图7为这种连通性分析的最终结果。

不连续面连通性网络建立之后, 可以进一步计算其传导性。在层流条件下, 长度为 L 的平直、光滑不连续面的传导性 C 可用下式计算:

$$C = \frac{ge^3W}{12\nu L} \quad (45)$$

式中 g 是重力加速度, W 是断面宽度, e 是隙宽, ν 是水的动力粘滞系数。

在求得不连续面的传导性以后, 如果知道 L 长度内的水头损失 Δh , 还可以计算单位时间内的流量 Q 。

$$Q = C\Delta h \quad (46)$$

参 考 文 献

- [1] Hudson, J.A. and Priest, S. D. Discontinuity frequency in Rock masses. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr. Vol. 20, No. 2, PP73-89, 1983.
- [2] Priest, S. D and Samaniego, J. A. A model for the analysis of discontinuity characteristics in two dimensions. 5th ISRM Congress, Melbourne, Australia, April 1983.
- [3] Samaniego, J. A. Analysis of Water flow through two-dimensional networks, 1983 (Ph. D. thesis)
- [4] Harrison, J. M. Report on Scanline Sampling. 1982
- [5] Priest, S. D. Computer generation of inclined hemisphere projection Int. J. Rock Mech, Min. Sci. & Geomech. Abstr. Vol. 20, No. 1 PP 43-47, 1983.
- [6] E. Hoek and E. T. Brown, underground Excavations in Rock, P131-175. the Institution of Mining and Metallurgy, London, 1980